

LES PRINCIPAUX FACTEURS DE LA RELATION NÉBULOSITÉ – PRÉCIPITATIONS SOUS LES BASSES LATITUDES : RÔLE DU RELIEF ET DE LA TEMPÉRATURE DE LA TROPOPAUSE

Berges J.-C. ⁽¹⁾ & Beltrando G. ⁽²⁾

UMR 8586 (PRODIG) du CNRS 2 rue Valette 75005 Paris

(1) Univ. Paris I Panthéon Sorbonne Jean-Claude.Berges@univ-paris1.fr

(2) Univ. Paris - Diderot - Sorbonne Paris Cité beltrando@univ-paris-diderot.fr

Résumé : L'objectif de cet article est d'évaluer à partir des longues séries de données TRMM, l'impact des effets locaux sur l'efficacité des nuages en termes de précipitation. Deux échelles très différenciées sont mises en évidence. A l'échelle locale, le relief est le facteur prédominant, alors qu'à l'échelle continentale, la température de tropopause est le facteur le plus important.

Mots-clés : TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission), précipitations tropicales, estimation des pluies

Abstract: The aim of this paper is to analyse with the long series of TRMM data, the impact of local effects on the efficiency of clouds in terms of precipitation. Two scales are differentiated. At the local level, the relief is the predominant factor, whereas at the continental scale tropopause temperature is the most important factor.

Key-words: TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission), tropical rainfall, rainfall estimation

Introduction

Le lancement de TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission) en 1997 a été un événement marquant pour l'étude des pluies tropicales car pour la première fois, un radar de précipitation était installé sur un satellite (Iguchi *et al.*, 2000). Cet instrument fournit l'opportunité de collecter des informations sur des phénomènes jusque là inaccessibles et surtout, de collecter des informations homogènes sur la zone inter-tropicale. Ce radar est associé à un capteur micro-ondes passives dont les données mesurées ont permis une avancée significative pour l'estimation des taux de précipitation. Ce satellite transporte également un capteur infrarouge thermique dont les données ont été jusqu'ici beaucoup moins utilisées.

L'objectif de cette étude est d'analyser la relation entre l'information infrarouge thermique telle que fournie par les satellites géostationnaires et les taux de précipitation en se focalisant sur ses caractéristiques spatiales. Les capteurs micro-onde des satellites défilants mesurent plus directement les précipitations, mais la répétitivité des géostationnaires (une image toutes les 5 minutes pour MSG-RSS) en fait une source d'information indispensable pour les procédures de restitution de champs de précipitation. Dans la mesure où la relation entre intensité de pluie et les mesures en infrarouge thermique est de nature statistique, la question d'une régionalisation en distribution homogène est un point clé pour améliorer ces estimateurs opérationnels à une échelle locale. Par ailleurs, cette étude contribue à établir une typologie globale des précipitations.

1. Instruments et données

L'orbite de TRMM est inclinée de 35° sur l'équateur, ce qui permet une meilleure couverture des zones intertropicales que les orbites quasi-polaires, mais également d'échantillonner l'ensemble du cycle de 24 h (figure 1). Le radar de précipitations, qui est le principal instrument de ce satellite, a une résolution sol de 5 km et une fauchée de 250 km. Il

est conçu pour restituer des profils verticaux d'intensité de précipitation. La principale limitation de cet instrument est son manque de précision pour les pluies inférieures à 1 mm/h. La figure 1 montre un exemple de couverture TRMM/PR (PR, pour la mesure des précipitations) à l'échelle quotidienne.

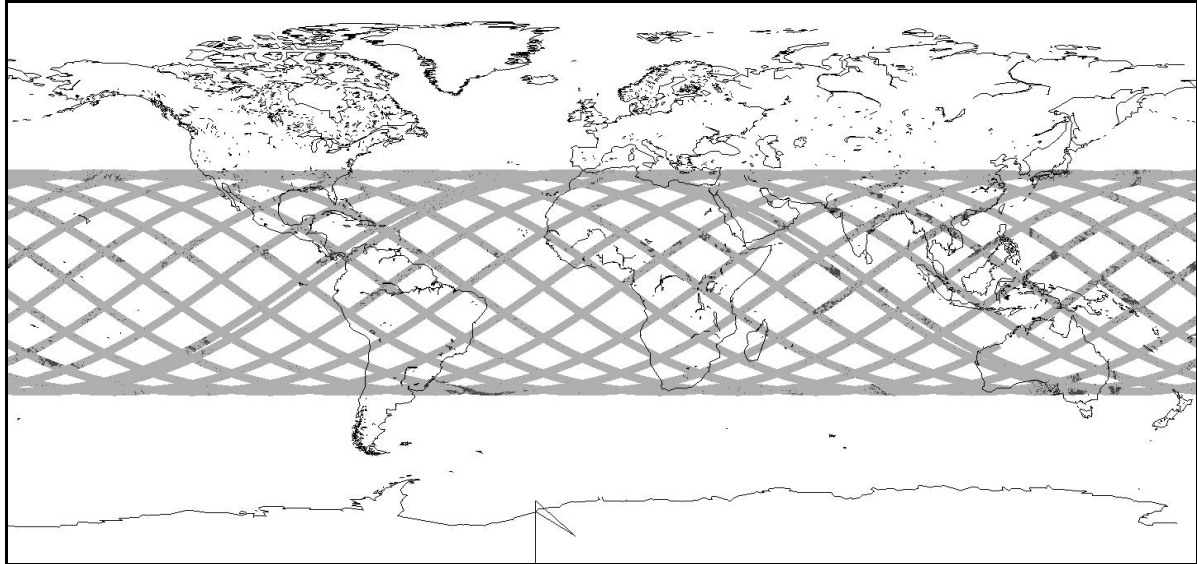
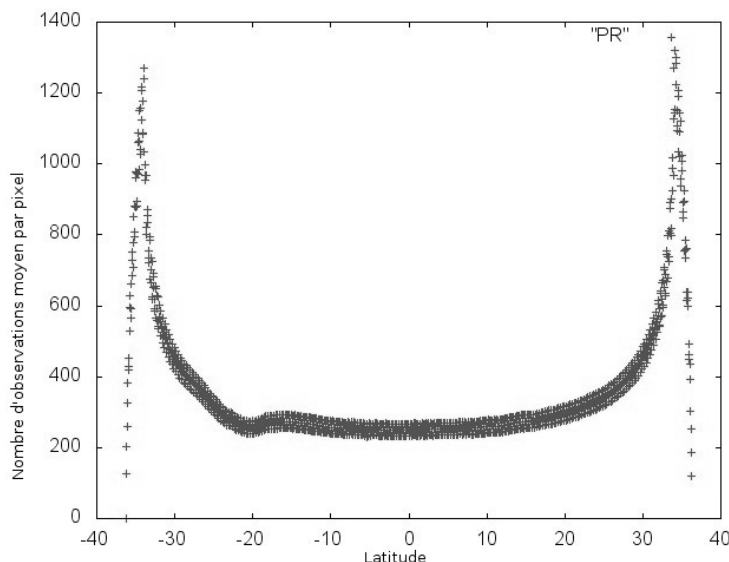


Figure 1: Couverture du radar de précipitation pour la journée du 23 juillet 2003.

La figure 2 représente le nombre moyen de mesures du radar de précipitation par pixel TRMM/PR en fonction de la latitude. Même sur une période de six ans, les valeurs restent faibles. Il n'y a que 250 observations indépendantes par pixel à l'équateur. Le maximum est



atteint aux points extrêmes de l'orbite 34°N et 34°S. L'irrégularité à 20°S est causée par l'interruption des capteurs au-dessus du site de télémétrie. Il ressort de cette figure que la faiblesse d'échantillonnage est le principal facteur limitant l'utilisation des données PR à échelle fine.

Figure 2 : Nombre moyen de mesures du radar de précipitation par pixel TRMM/PR en fonction de la latitude (2003-2008).

Les données TRMM sont accessibles à partir du site <ftp://trmmopen.gsfc.nasa.gov> sous forme de différents produits. Les données PR sont extraites de la base 2A25 et les températures de brillance 10.8 μm de la base VIRS 1B01. Le volume de données est trop important pour une utilisation directe et une base dérivée a été créée. Elle couvre la période 2003-2008 sur laquelle le satellite a fonctionné sans interruption notable et de manière homogène. Cette base fusionne les données des deux capteurs et, pour limiter son volume, ne

retient que les paramètres principaux, excluant les zones océaniques. Dans la suite de ce texte, lorsqu'il sera fait référence au radar de précipitation, la mesure correspondante sera l'intensité de précipitation en mm/h intégrée sur la couche 2000-4000 m. Ce paramètre a été choisi de préférence à l'intensité sur l'ensemble de la colonne pour éviter d'intégrer des corrections d'évaporation et les effets de surface en présence de relief dont la correction est problématique.

Les données altimétriques proviennent de la base ETOPO fournie par l'USGS et les températures de tropopause proviennent des réanalyses NOAA/CIRES.

Les résultats des calculs sont reportés sur une grille de 3 minutes d'arc couvrant la zone 180°W-180°E / 45°N-45°S. La taille d'une maille correspond à celle d'un pixel fourni par le radar de précipitation et permet donc d'obtenir le maximum de précision pour les analyses à échelle locale. Ici, les points d'une altitude supérieure à 2000 m ne sont pas pris en compte pour les calculs.

2. Analyse à échelle synoptique et régionale

Les premières estimations de pluie par télédétection étaient basées sur une procédure simple utilisant uniquement le capteur infrarouge thermique des satellites géostationnaires (Arkin, 1979). Lorsqu'une température inférieure à un seuil thermique de 235 K était enregistrée, le pixel correspondant était considéré comme pluvieux. Le produit généré était distribué en accumulation mensuelle sur une grille de 2.5°. Bien que rudimentaire, cette procédure d'estimation est particulièrement robuste et pour cette raison utilisée pour l'analyse spatiale de la relation entre température de brillance et précipitation. Sur une fenêtre glissante de 3°x3°, l'histogramme des températures de brillance a été calculé ainsi que la durée moyenne de précipitation mesurée par le PR. Un seuil thermique a ainsi été calculé pour chaque point de la grille. Les résultats obtenus sont représentés en figure 3a.

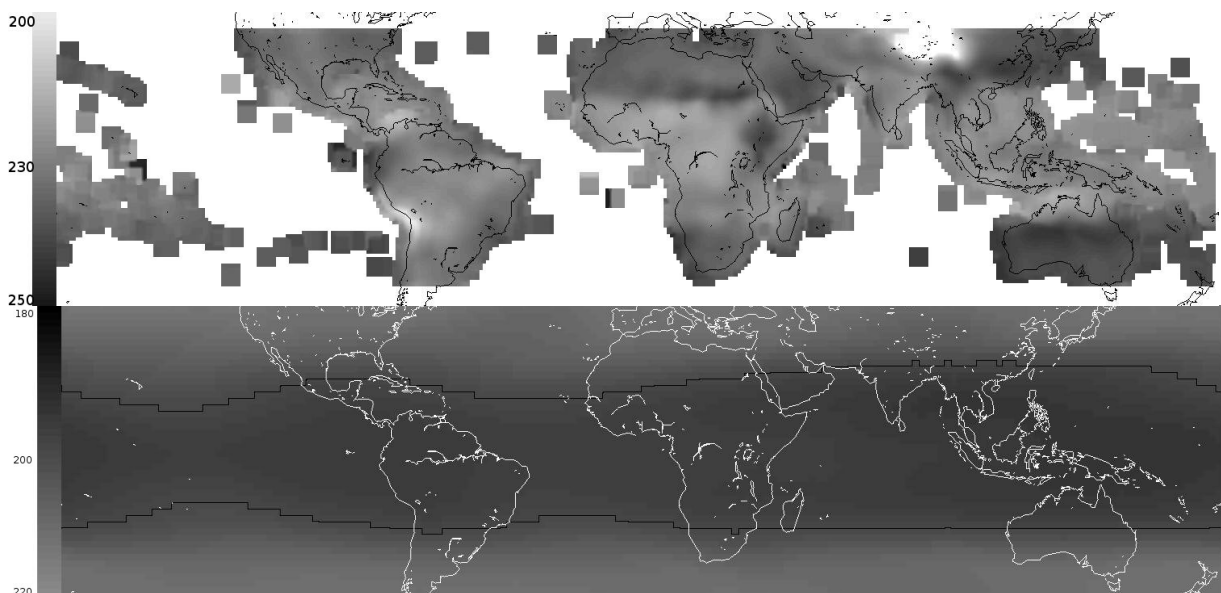


Figure 3 : Températures de seuil calculés sur une fenêtre 3°x3° (a : image supérieure) et température moyenne de tropopause (b : image inférieure) sur la période 2003-2008.

Les échelles de température sont en Kelvin. Sur la figure 3b, le trait renforcé correspond à la valeur 200K.

Dans la zone de couverture TRMM où les précipitations proviennent principalement de la convection profonde, cette température de seuil est liée à l'altitude moyenne du sommet des

cumulo-nimbus. Il est donc cohérent d'attendre que le seuil de précipitation dépende au moins partiellement de la température de la tropopause (figure 3b). A une échelle globale, les caractéristiques principales de la répartition des températures de tropopause se retrouvent dans la répartition des seuils calculés et, en premier lieu, des températures plus froides en zone intertropicale.

La température moyenne de tropopause n'explique bien sûr pas toute la variabilité de cet indicateur et il existe des dépendances à des échelles plus locales. Mais une caractéristique surprenante est l'absence de relation claire entre variabilité à méso-échelle et zonage agro-climatique. Ce phénomène est particulièrement visible sur l'Afrique, où les deux minima correspondent respectivement au Sahel Nigérien et au bassin du Congo, mais également à la latitude de 30°N où des environnements très différents correspondent à des valeurs de seuil similaires. Ce résultat suggère qu'il n'y aurait pas de spécificité des phénomènes précipitants en fonction de ce zonage et que seule la fréquence des phénomènes diffère. Mais il ne faut pas oublier que la précipitation intégrée sur la couche 2000-4000 m ne tient pas compte des phénomènes d'évaporation en basse couche et que la procédure décrite induit une surestimation en zone aride.

3. Analyse à échelle locale

Un indice de renforcement permet de quantifier les écarts locaux au champ de seuil thermique calculé précédemment. Pour chaque enregistrement de la base, la détection de pluie estimée à partir du seuil thermique est comparée avec celle mesurée par le radar de précipitation. Puis, en chaque point de la grille de 3' est calculée la différence entre le nombre de sous-estimation (non détection de pluie par l'infrarouge) et de surestimation (fausse détection de pluie par l'infrarouge). L'indice est obtenu en rapportant cette différence au nombre d'observations : une valeur positive (*négative*) correspondra à une sous-estimation (*surestimation*) systématique.

Les zones de sous-estimations apparaissent largement répandues et une analyse plus fine les montre majoritairement liées à des dénivelés significatifs. Par contre, la répartition des surestimations ne présente pas une organisation spatiale aussi immédiatement liée au relief. Les seules zones clairement identifiables se situent en Amérique du sud, à l'Ouest des massifs andins (non montré). Par la suite, nous nous concentrerons sur la répartition des valeurs positives de l'indice.

La figure 4a est une extraction de l'indice de renforcement sur le sous-continent indien où la position du relief par rapport aux flux de mousson rend les effets orographiques particulièrement importants. Les valeurs les plus élevées de l'indice présentent une organisation très directement associée au dénivelé (figure 4b). Ainsi, sur la chaîne des Ghats occidentaux, les maxima locaux de l'indice correspondent à ceux des différences d'altitude. Dans les zones sans relief significatif comme le delta du Gange, les valeurs de l'indice de renforcement sont très faibles. La comparaison avec le cumul des intensités de précipitation mesurée par le PR montre clairement l'apport de cet indice. Des pics de précipitations sont bien sûr associés à des dénivelés importants. Toutefois, la relation avec le relief est moins systématique que pour l'indice de renforcement. La pluviosité présente une distribution plus homogène et moins dépendante du relief. En premier lieu, la co-localisation des maxima locaux de précipitation avec le relief est moins précise que celle de l'indice. Les deux bandes de précipitations en bordure du massif Himalayen apparaissent clairement (Nesbitt et Anders, 2009) alors que l'indice de renforcement ne fait apparaître que la bande septentrionale qui

correspond à des différences d'altitude significatives. Des cumuls pluviométriques significatifs sont enregistrés même dans les zones de delta.

En Afrique de l'Ouest, la distribution des précipitations n'est pas aussi directement dépendante du relief. D'une part, les différents massifs (Fouta-Djalon, plateau de Jos, Adamaoua) sont beaucoup moins étendus et élevés (figure 5b). D'autre part, la circulation est plus complexe puisqu'à moyenne altitude (600 hPa), un flux d'est est prédominant alors que les flux de mousson de basse altitude (925 hPa) sont moins organisés et proviennent du Sud ou Sud-Ouest sur les côtes (Desbois *et al.*, 1989). Enfin, dans la partie nord de cette zone, les phénomènes pluviométriques sont trop intermittents pour être échantillonnés proprement par la base VIRS/PR. Néanmoins, quelques caractéristiques connues des répartitions de pluie se retrouvent (figure 5a). Sur la cote guinéenne, un pic de l'indice de renforcement est situé au pied des massifs. Un phénomène similaire apparaît au Mont Cameroun et à l'île de Bioko. Il faut enfin signaler que les zones de fort indice de renforcement correspondent aux zones de génération de systèmes convectifs tels que cartographiés par Sall *et al.* (2007).

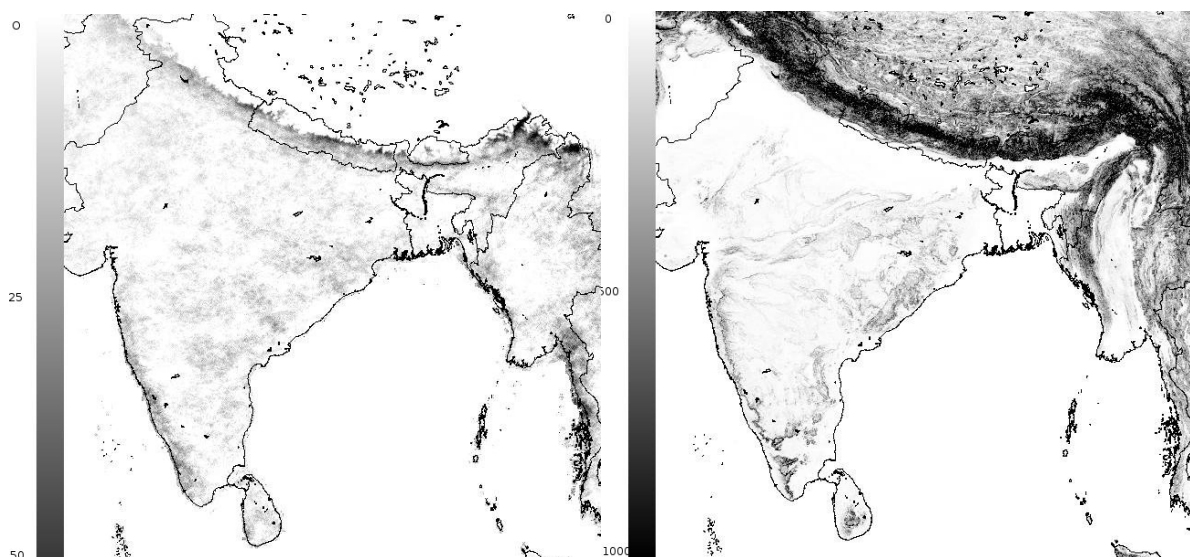


Figure 4 : Extraction sur une fenêtre 70°E-100°E / 5°N-35°N de l'indice de renforcement (a : image de gauche) et du dénivelé (b : image de droite).

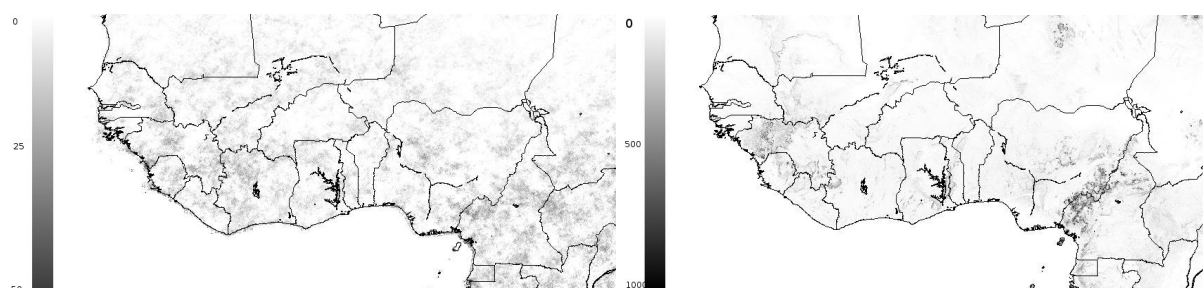


Figure 5 : Idem à la figure 4 mais pour une fenêtre 20°W-20°E / 20°N-0°.

Discussion et perspectives

La relation entre température de brillance et taux de précipitation présente une grande cohérence organisée autour de deux échelles très distinctes de variabilité. Une échelle globale

où la variabilité semble principalement dépendre de la température de tropopause et une échelle locale où le facteur explicatif de premier ordre est le relief. Contrairement au champ de cumul ou de durée de précipitation, les champs d'indice de renforcement ne présentent pas la même variabilité à l'échelle régionale.

L'interprétation de cette relation en termes de typologie des systèmes précipitants peut se faire à plusieurs niveaux. A une échelle globale ou moyenne, la relation entre nébulosité et précipitation semble dépendre plus des caractéristiques de la haute troposphère que des états de surface. L'analyse est plus complexe à une échelle locale. Il existe bien une relation étroite entre l'indice de renforcement, qui mesure l'amplitude de l'effet local, et le relief. Toutefois, cette relation n'est ni simple ni systématique. Par ailleurs, l'interprétation même du phénomène est complexe. Il peut être associé à une zone privilégiée d'initiation de systèmes convectifs à méso-échelle et, dans ce cas, l'anomalie positive correspond à une surreprésentation des systèmes en phase initiale de croissance. Mais il peut également être lié à d'autres phénomènes dans lesquels les systèmes précipitants présentent des caractéristiques microphysiques différentes. Ce point pourra être clarifié par une étude plus systématique des trajectoires en relation avec l'indice de renforcement tel que défini précédemment.

Ces résultats peuvent contribuer à améliorer les procédures d'estimation des précipitations par satellite. La composante globale de la relation nébulosité/précipitation pourrait d'autant plus facilement être intégrée qu'elle est liée à un paramètre stable et à une faible variabilité spatiale et temporelle, la prochaine version d'EPSAT-SG intégrant cette information (Bergès *et al.*, 2010). De même l'absence de dimension de variabilité régionale conforte la validité des procédures d'estimation à une échelle continentale : les régions humides ne se caractérisent pas par une contribution significative des nuages chauds aux cumuls pluviométriques et les procédures d'estimation basées sur l'infrarouge thermique gardent leur validité. Etablir un champ de correction pour la composante de variabilité locale est plus complexe dans les zones où le nombre d'événements pluvieux est faible en regard de la taille de l'échantillon. En considérant l'ensemble des données TRMM, il serait possible au mieux de doubler la taille de l'échantillon au prix d'une discontinuité dans les séries de données. Une autre option pour étendre la taille de l'échantillon serait d'utiliser comme données de référence les micro-ondes passives au lieu des données radar, mais ceci questionne directement la robustesse de leur estimation en particulier en face d'une distribution de taille de goutte de pluie atypique.

Bibliographie

- Arkin P.A., 1979 : The relationship between the fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-array. *Monthly Weather Review*, **107**, 1382-1387.
- Bergès J.C., Jobard I., Chopin F., Roca R., 2010 : EPSAT-SG A satellite method for rainfall estimation.; its concepts and implementation for the AMMA experiment. *Ann. Geophys.*, **28**, 289-308.
- Desbois M., Kayiranga T., Gnamien B., 1989 : Diurnal cycle of cloudiness over tropical Africa observed from Meteosat: geographic characterization and interannual variation. *Ann. Geophys.*, **7**, 395-404.
- Iguchi T., Kozu T., Meneghini R., Awaka J., Okamoto K., 2000 : Rain profiling algorithm for the TRMM precipitation radar. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 2038-2052.
- Nesbitt S.W., Anders A.M., 2009 : Very high resolution precipitation climatologies from the TRMM precipitation radar. *Geophysical Research Letter*, **36**, 5815-5820.
- Sall S.M., Viltard A., Sauvageot H., 2007 : Rainfall distribution over the Fouta-Djallon. *Atmospheric Research*, **86**, 149-161.